

Санкт-Петербургский государственный университет

АЛОЯРОВ Роман Маратович

Выпускная квалификационная работа

**ИССЛЕДОВАНИЕ СТЕРИЧЕСКИХ КОЛЕБАНИЙ В СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ
ЧАСТИ ТИХОГО ОКЕАНА ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ**

Основная образовательная программа бакалавриата
«Гидрометеорология»
Профиль Океанология

Научный руководитель: д.г.н.,
профессор БЕЛОНЕНКО Татьяна Васильевна

Рецензент: к.г.н.,
с.н.с. ГОРДЕЕВА Светлана Михайловна

Санкт-Петербург
2018

СОДЕРЖАНИЕ:

Введение.....	3
Глава I. Физико-географическое описание северной части Тихого океана и северо-западной части Тихого океана.....	7
Глава II. Материалы и методы исследования.....	11
Раздел 2.1. Альтиметрические данные.....	11
Раздел 2.2. Гравиметрические данные.....	12
Раздел 2.3. Метод оценки стерических колебаний на основе комплексного использования спутниковых альтиметрических и гравиметрических данных.....	13
Глава III. Пространственное распределение океанологических полей на основе спутниковых данных для северной части Тихого океана.....	15
Раздел 3.1. Уровень океана по альтиметрическим данным.....	15
Раздел 3.2. Уровень океана по гравиметрическим данным.....	19
Раздел 3.3. Стерические колебания уровня океана.....	22
Раздел 3.4. Стерические колебания в Северо-западной части Тихого океана.....	27
Заключение.....	31
Список литературы.....	33

ВВЕДЕНИЕ

Уровень океана, являясь интегральной характеристикой, несущей в себе информацию о термодинамическом состоянии океана, может рассматриваться и как индикатор синоптических, сезонных и климатических изменений на Земле (Church, White, 2011). Особую актуальность приобретает проблема возможных колебаний уровня океана в связи с дискуссией о повышении уровня Мирового океана и механизмах антропогенных изменений (Малинин, 2012). Вот почему изучение колебаний уровня океана и вклада в них различных факторов является одним из приоритетных направлений исследования Мирового океана. Исследование природы колебаний уровня поверхности необходимо для понимания причин наблюдаемых изменений в системе бассейна Тихого океана.

Развитие современной океанологии невозможно без применения спутниковых методов получения информации об океане, что обусловлено их неоспоримыми преимуществами, к главным из которых относятся: пространственная репрезентативность, обеспечивающая проведение региональных и глобальных исследований; оперативность получения информации, возможность организации оперативного комплексного мониторинга в любой точке Мирового океана, низкая стоимость спутникового мониторинга по сравнению контактными методами исследования океана (Лаврова и др., 2011; Костяной и др., 2011). Представления об изменчивости уровня в океане были до недавнего времени основаны на данных наблюдений за уровнем на береговых станциях (мареографах). Эти измерения репрезентативны только для узкой прибрежной зоны и не дают информации об уровне для открытых районов океана, в то время как спутниковые позволяют исследовать изменчивость уровня океана в широком диапазоне пространственно-временных масштабов и изучить основные механизмы синоптической, сезонной и межгодовой изменчивости океанологических полей. При этом объёмы информации, получаемой с искусственных спутников Земли, колоссальны, поэтому возникает проблема выбора методов ее обработки и анализа.

Уровень Мирового океана является одним из важнейших индикаторов, определяющих состояние глобального климата. Изменения уровня обусловлены как гидродинамическими процессами, так и взаимодействием с атмосферой. Исходя из альтиметрических данных в работе Nerem et al. (2010), общий уровень растет со скоростью 3.4 ± 0.4 мм/год с 1993 по 2017 гг. На уровенную поверхность океана в общем

случае действует множество различных факторов, отличающихся по своей природе. Эти факторы можно объединить в три группы: гидрометеорологические процессы, геолого-динамические процессы, космогеофизические силы (Малинин, 2015). В современных условиях влиянием последних двух перечисленных групп можно пренебречь вследствие их малости (Клиге, 1985; Малинин, 2012). Таким образом, определяющим для уровня океана являются гидрометеорологические процессы, суть которых состоит в объемных изменениях уровня, которые определяют эвстатические и стерические колебания. Эвстатические колебания обусловлены пресноводным балансом, стерические плотностными изменениями морской воды (Малинин, 2015). Исходя из сказанного, изучение стерических колебаний уровня Мирового океана является **актуальной** задачей океанологии.

Исследованию стерических колебаний посвящено много работ. История исследований тесно связана с развитием приборов и методов, позволяющих рассчитывать влияние плотностной изменчивости в уровне моря. Самые первые работы были основаны на данных, полученных *in situ*, но ограниченность по пространству и времени не позволяла изучать стерические эффекты в более крупных пространственно-временных масштабах.

Российские и иностранные ученые использовали и используют разные подходы для расчета влияния стерических эффектов в изменении уровня моря. Лейтмотивом в современных работах является использование альтиметрических данных, позволяющих анализировать межгодовую, сезонную изменчивость благодаря широким возможностям дистанционного зондирования.

В работе (Белоненко, Колдунов, 2006) использовался гидродинамический подход к расчету уровня моря, используя уравнение состояния EOS-80. Полученные результаты показали, что, исходя из выбранной методики, для одного и того же выбранного района расчет стерических колебаний может существенно различаться. Chambers (2006) впервые продемонстрировал совместное использование для решения данной задачи данных гравиметрических спутников GRACE и альтиметрических массивов. В работе описана методика, позволяющая синхронизировать полученную информацию. Было доказано, что этот метод позволяет изучать стерические колебания уровня в океане. Немного позднее была опубликована статья Lombard et al. (2007), в которой была произведена оценка изменений стерического уровня моря от комбинированных данных GRACE и Jason-1. Группа ученых подтверждает хорошую валидацию между интерпретируемыми данными и значениями, полученными *in situ*. Была рассмотрена

сезонная и межгодовая изменчивость стерических колебаний между 60° с.ш. и 60° ю.ш. за август 2002 г. - апрель 2006 г.: при исследовании стерической кривой была выявлена тенденция к росту $1,9 \pm 0,2$ мм /год, однако авторы выявили несоответствие в сравнении спутниковых и гидродинамических данных, сославшись на малый на тот период по времени массив гравиметрии GRACE.

Purkey et al. (2014) провели анализ изменения эвстатического уровня моря в целом по Мировому океану и по его областям за период 1993-2013 гг. За данный промежуток времени происходило общее повышение уровня моря океана со средней скоростью 3,2 мм/год. Строя по каждому району графики хода уровня и отображая на нем положение линейного тренда, ученые пришли к выводу, что наиболее развито повышение уровня в индийско-атлантическом секторе Южного океана, в южной Атлантике и в *северной части Тихого океана*. Как аргументируют авторы, повышение уровня связано, в первую очередь, со стерическими колебаниями уровня, происходящими на фоне глобального потепления, также авторы отмечают изменение водного баланса системы океан-суша. В статье также подчеркивается важность вклада нижележащих океанских вод (их стерические колебания) на уровень моря. Также на основе гравиметрических и альтиметрических данных было выявлено для северной тихоокеанской части Мирового океана повышение уровня со скоростью 1,5 мм/год.

В настоящей работе исследуются стерические колебания в северо-западной части Тихого океана. Речь идет о таких колебаниях уровня, которые происходят из-за вертикального расширения или сжатия слоев воды, т.е. из-за изменения плотности воды ρ или удельного объема α . (Провоторов, 2003)

Целью данной работы является исследование стерических колебаний в северной части Тихого океана, включающей северо-западный бассейн Тихого океана, на основе комплексного использования спутниковых альтиметрических и гравиметрических измерений.

Указанная цель достигается путем решения следующих **задач**:

- 1) Обзор литературы по теме исследования.
- 2) Физико-географическое описание исследуемого района.
- 3) Подготовка массива спутниковых альтиметрических измерений (абсолютная динамическая топография и ее аномалии) и построение карт для северной части Тихого океана.

- 4) Подготовка массива спутниковых гравиметрических измерений (данные GRACE) и построение карт для северной части Тихого океана.
- 5) Расчеты стерических колебаний уровня для северной части Тихого океана и построение карт.
- 6) Исследование сезонной и межгодовой изменчивости стерических колебаний уровня.
- 7) Оценка трендов стерических колебаний уровня для северной части Тихого океана.
- 8) Анализ полученных результатов для северо-западной части Тихого океана.

Глава I Физико-географическое описание северной части Тихого океана и северо-западной части Тихого океана

Тихий океан является самым большим по площади и глубине океаном на Земле. Общую схему течений Тихого океана определяют закономерности общей циркуляции атмосферы. Циркуляция поверхностных вод представляет собой систему масштабных чередующихся в меридиональном направлении циклонических и антициклонических круговоротов, каждый из которых полностью согласуется с соответствующими структурами водных масс.

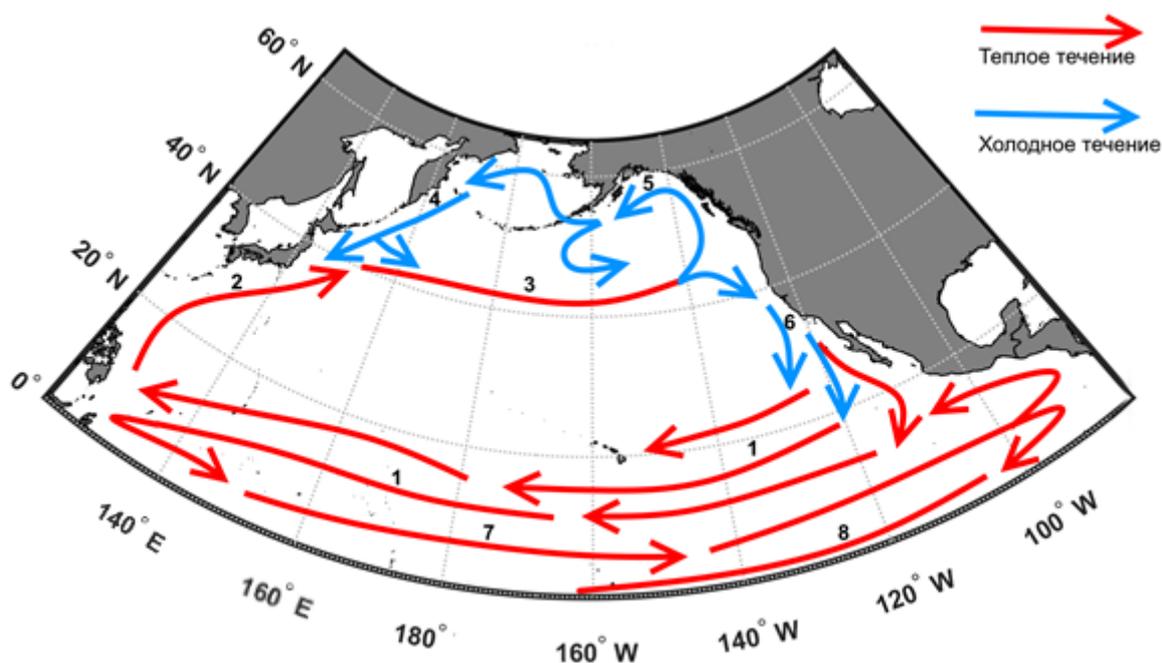


Рисунок 1. Общая схема течений северной части Тихого океана. На рисунке цифрами обозначены: 1 – Северное Пассатное течение, 2 – Куроисио, 3 – Северо-Тихоокеанское течение, 4 – Камчатское течение, 5 – Аляскинское течение, 6 – Калифорнийское течение, 7 – Межпассатное противотечение, 8 – Южное Пассатное течение

В соответствии со схемой циркуляции атмосферы северного полушария формируется и общая схема течений северной части Тихого океана (рис. 1). Важнейшим элементом динамики этого района является *субтропический антициклонический круговорот*. Он влияет на климат Земли, поскольку переносит тепло, важные микроэлементы, перераспределяя их между низкими и высокими широтами.

Вообще, круговорот – это условное обозначение систем течений, физически не строго замкнутых и даже полузамкнутых, порождаемых господствующими над ними системами ветров. Характерной особенностью круговорота являются хотя бы два противоположно направленных течения, граница между которыми проходит по оси круговорота [6]. В северной части Тихого океана выделяются следующие круговороты: северный субполярный, северный субтропический, северный тропический. Распределение круговоротов представлено на рисунке 2.

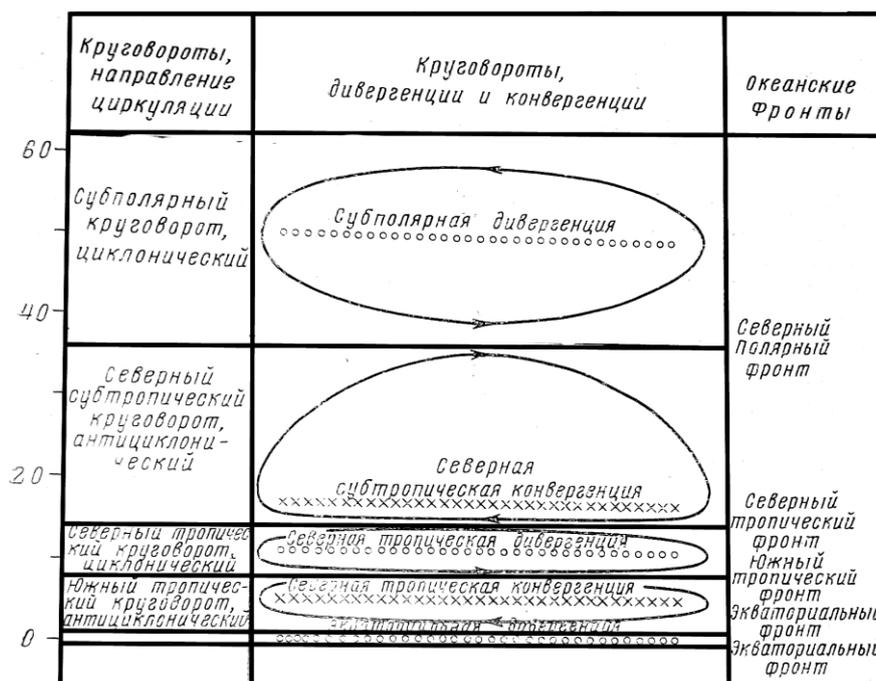


Рисунок 2. Схема основных круговоротов течений на поверхности северной части Тихого океана. (Гидрология Тихого океана, 1968)

Субполярный циклонический круговорот представлен Северо-Тихоокеанским, Аляскинским, Алеутским, Поперечным (Берингоморским, идущем на северо-запад вдоль материкового склона Берингова моря), Камчатским, Ойясио. Циркуляция в субполярных циклонических круговоротах развита слабее, чем в антициклонических. Объясняется это тем, что в умеренных и субполярных широтах ветры, несмотря на активную циклоническую деятельность, слабее устойчивых пассатов. (Электронный ресурс: Течения в Мировом океане, циркуляция поверхностных вод, 2017)

В северный тропический циклонический круговорот северной части Тихого океана входят: Северное пассатное, течение Минданао, Межпассатное (Экваториальное) противотечение; восточное звено круговорота неопределенно. В целом, циклонические

круговороты как низких, так и высоких широт по интенсивности существенно уступают антициклоническим.

Субтропический антициклонический круговорот с экваториальной стороны ограничен пассатными течениями, а с полярной – Северо-Тихоокеанским течением. Этот круговорот асимметричен, его центр сильно сдвинут к западу в сравнении с центрами атмосферного давления. Течения в западной части круговорота намного сильнее, чем в восточной. Это так называемая западная интенсификация, которая особенно выражена в узких и быстрых западных пограничных течениях (Курисио), идущих к полюсам, чем в широких и медленных восточных пограничных течениях, следующих к экватору.

Важнейшим звеном этого круговорота является течение *Курисио*. Курисио представляет собой западную ветвь северного субтропического антициклонического круговорота, аналог течения Гольфстрим в Атлантическом океане. Относится к так называемым западным пограничным течениям. Курисио является продолжением Северного пассатного течения, которое у Филиппинских островов поворачивает на север и разделяется на три ветви. Западная ветвь (под названием «течение Тайвань») входит в Восточно-Китайское море и далее через Восточный проход Корейского пролива - в Японское море. Восточная ветвь поворачивает на восток, образуя субтропическое противотечение. Центральная ветвь, наиболее мощная, формирует собственно Курисио, следующее от островов Рюкю (Нансей) на северо-восток примерно до 40° северной широты, где соединяется с Курильским течением, поворачивает к востоку и, после 160° восточной долготы, следует далее под названием Северо-Тихоокеанское течение. Курисио - одно из самых сильных течений Тихого океана, основной поток имеет ширину в среднем около 80 км, в южной части расширяется до 170 км, в глубину распространяется на 600-700 м. Температура воды на поверхности Курисио изменяется от 12 до 28°C, солёность около 34,5‰. Средние величины скорости течения на поверхности к востоку от Японии в полосе шириной около 120 км превышают 0,5 м/с, а максимальные в узкой полосе 20-30 км достигают 3 м/с и более. Максимальные расходы течения у берегов Японии составляют 45-50 миллионов м³/с, к югу уменьшаются до 20-30 миллионов м³/с. Скорость и расход подвержены сезонным и межгодовым изменениям. Наибольшие скорости наблюдаются в мае - августе и январе - феврале. Усиление скорости происходит также при прохождении циклонов. Отклоняясь к востоку от берегов Японии, струя Курисио начинает интенсивно меандрировать. Частое

обособление меандров от основного потока приводит к возникновению крупных вихревых циклонических и антициклонических круговоротов диаметром 300-500 км и временем существования до одного года и более. Особенно сильное вихреобразование характерно для фронтальной зоны между тёплыми водами Куроисио и холодными водами Курильского течения (Ойясио). (Бурков,1972)

Глава II. Материалы и методы исследования

Раздел 2.1. Альтиметрические данные

Альтиметр измеряет расстояние между поверхностью и спутником. На рисунке 3 представлена схема основных поверхностей при альтиметрических измерениях. Зная высоту орбиты и имея модель эллипсоида, мы получаем SSH - высоту поверхности относительно эллипсоида. Полезной динамической величиной для океанологов является **динамическая топография**, которая определяет течения - DT:

$DT = SSH - \text{geoid}$. Также DT можно разложить на среднюю динамическую топографию (Mean Dynamic Topography) и аномалии: $DT = MDT + SLA$.

Многолетнее среднее SSH - это MSS (Mean Sea Surface), которое по определению $MSS = \text{geoid} + MDT$, а значит $\text{geoid} = MSS - MDT$.

Следовательно, $DT = SSH - \text{geoid} = SSH - MSS + MDT$, что эквивалентно $SLA = SSH - MSS$.

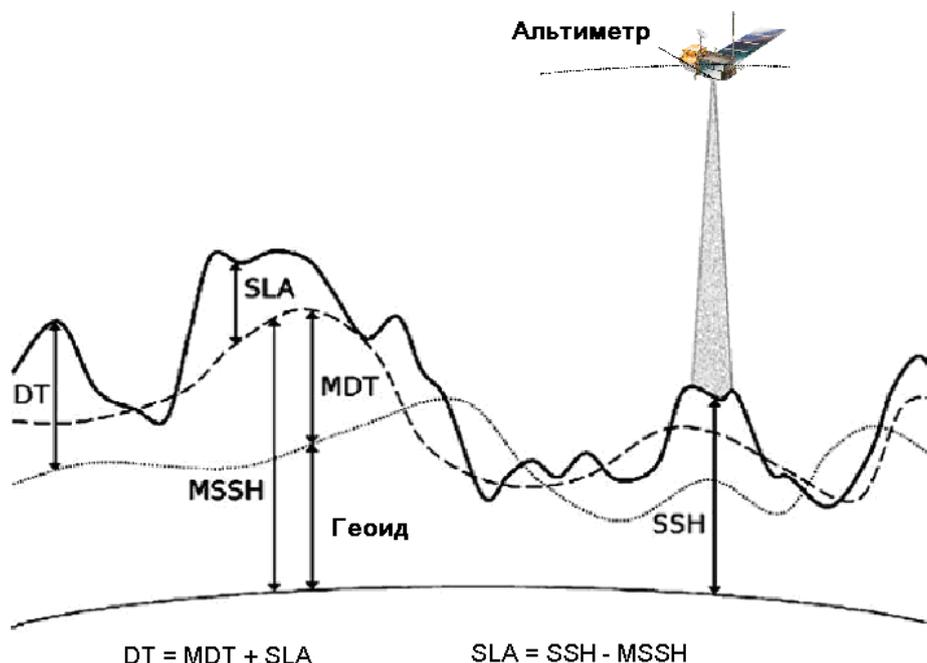


Рисунок 3. Схема основных поверхностей, используемых при альтиметрических измерениях и обработке полученных данных.

В настоящей работе анализировалась **динамическая топография** (другое название: **абсолютная динамическая топография**), определяемая как сумма аномалий уровня и средней динамической топографии, последняя устанавливается для каждого региона:

$$DT = MDT + SLA$$

Альтиметрические данные, используемые в работе, представляют собой мультиспутниковый продукт (спутники Jason-3, OSTM/Jason-2), взятый из архива AVISO (Archiving, Validation, and Interpretation of Satellite Oceanographic data, <https://www.aviso.altimetry.fr/en/my-aviso.html>). Данные массива абсолютной динамической топографии имеют суточную дискретность и доступны за период 1993-2017 гг., значения высоты поверхности моря над геоидом имеют предоставлены на четверть-градусной сетке.

Раздел 2.2. Гравиметрические данные

GRACE (The Gravity Recovery and Climate Experiment – эксперимент по исследованию гравитационного поля и климата) – это спутниковая миссия, целью которой является изучение гравитационного поля Земли. Два спутника-близнеца, разработанные NASA (National Aeronautics and Space Administration – Национальное управление по аэронавтике и исследованию космического пространства) и DLR (Das Deutsche Zentrum für Luft- und Raumfahrt – Немецкий аэрокосмический центр), были запущены с космодрома Плесецк 17 марта 2002 года. Спутники следуют один за другим на расстоянии примерно равном 220 км по полярной орбите на высоте 500 км. Спутники постоянно обмениваются радиосигналами в микроволновом диапазоне. Измеряя положение этих спутников, они позволяют в достаточно высокой точности определить их расстояние. Основными измеряемыми величинами являются расстояние между спутниками и его изменения под влиянием ускорений, обусловленных пролетами над притягивающими массами. Временное разрешение составляет примерно один месяц, пространственные данные имеются в узлах одноградусной регулярной сетки.

Данные GRACE имеют решающее значение для определения причины повышения уровня моря: к примеру, это может быть результат таяния ледников, вторым

примером и рассматриваемым нами явлением является тепловое расширение воды, также причиной для изменения плотности воды может являться изменение солёности.

Данные GRACE позволяют определить вес столба жидкости, пересчитываемый далее в высоту. Данные были получены с сайта лаборатории NASA GRACE TELLUS (<https://grace.jpl.nasa.gov/data/get-data/monthly-mass-grids-ocean/>). В используемом ряде данных также содержались пробелы, обусловленные различными техническими причинами. Массив данных имеет временные рамки: обрабатывались данные за 2003-2016 гг.

Раздел 2.3. Метод оценки стерических колебаний на основе комплексного использования спутниковых альтиметрических и гравиметрических данных

Стерические колебания уровня океана происходят из-за вертикального расширения или сжатия морской воды, которые связаны с изменением плотности воды ρ или удельного объема α без изменения массы воды. Существуют различные подходы к оценке стерических колебаний уровня (Провоторов, 2002; Белоненко, Колдунов, 2006). Функция, описывающая изменения динамической высоты, определяющие стерические колебания, может рассматриваться как разложение в ряд Тейлора удельного объема $\alpha(T, S, P)$ по малым отклонениям температуры, солёности и давления: T, S, P от средних $\bar{T}, \bar{S}, \bar{P}$:

$$\alpha(T, S, P) = \alpha(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P}) + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{TSP} \Delta T + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial S} \right)_{TSP} \Delta S + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial P} \right)_{TSP} \Delta P + \dots$$

В предположении несжимаемости воды колебания удельного объема, характеризующие стерические колебания, постепенно затухая с глубиной, охватывая всю толщу, обусловлены, главным образом, изменчивостью температуры и в меньшей степени солёности деятельного слоя океана:

$$\alpha(T, S, P) - \alpha(\bar{T}, \bar{S}, \bar{P}) = \left(\frac{\partial \alpha}{\partial T} \right)_{TSP} \Delta T + \left(\frac{\partial \alpha}{\partial S} \right)_{TSP} \Delta S.$$

Методика оценки стерических колебаний с использованием комбинации спутниковых альтиметрических и гравиметрических измерений изложена в работах

Chambers (2006), Lombard et al. (2007). Суть метода, по которому велась оценка вклада стерических колебаний, состоит в следующем выражении:

$$UM = UM_{\text{масс.}} + UM_{\text{стер.}},$$

где UM – альтиметрические измерения, основанные на превышении уровня относительно геоида (абсолютная динамическая топография), $UM_{\text{масс.}}$ – уровень моря, который связан с массой высоты столба жидкости; изменения массы объясняются процессами взаимодействия океана и атмосферы, также включая приток пресной воды и таяние льда, изменения массы столба жидкости фиксируются гравиметрическими измерениями; $UM_{\text{стер.}}$ – уровень моря, обусловленный вкладом стерических колебаний.

Таким образом, стерические колебания уровня моря – это разность аномалий альтиметрических измерений и гравиметрических:

$$UM_{\text{стер.}} = UM - UM_{\text{масс.}}$$

На первом этапе необходимо синхронизировать по времени и пространству два массива: альтиметрический и гравиметрический. Поскольку данные по абсолютной динамической топографии (ADT) имеют меньшую дискретность по пространству и по времени, то эти данные путем пространственного осреднения мы привели к дискретности массива GRACE: к одноградусной сетке. Подобная процедура была проведена относительно временной дискретности – все ежедневные данные были сведены к среднемесячным. Так как массив данных GRACE имеет временные рамки: 2003-2016 гг., анализ стерических колебаний на основе комбинированных спутниковых альтиметрических и гравиметрических данных проводился только для периода 2003-2016 гг.

На втором этапе, после синхронизации данных, проведены расчеты стерических колебаний, при этом по данным по ADT рассчитаны аномалии уровня (SLA).

Следующим этапом послужило построение картографических изображений, отображающих временную изменчивость уровня моря. Построение изображений было осуществлено для поля абсолютной динамической топографии, уровня моря по данным GRACE, а также для рассчитанных стерических колебаний. Полученные карты и последующий анализ представлены в следующей главе.

Глава III. Пространственное распределение океанологических полей на основе спутниковых данных для северной части Тихого океана

Перед тем, как анализировать стерические колебания, рассмотрим сезонную и межгодовую изменчивость уровня по альтиметрическим и гравиметрическим данным в северной части Тихого океана.

Раздел 3.1. Уровень океана по альтиметрическим данным

Рассмотрим сезонную изменчивость уровня океана за период 2003-2016 гг. по спутниковым альтиметрическим данным. На рисунке 4 представлены осредненные по сезонам за указанный промежуток времени карты уровня.

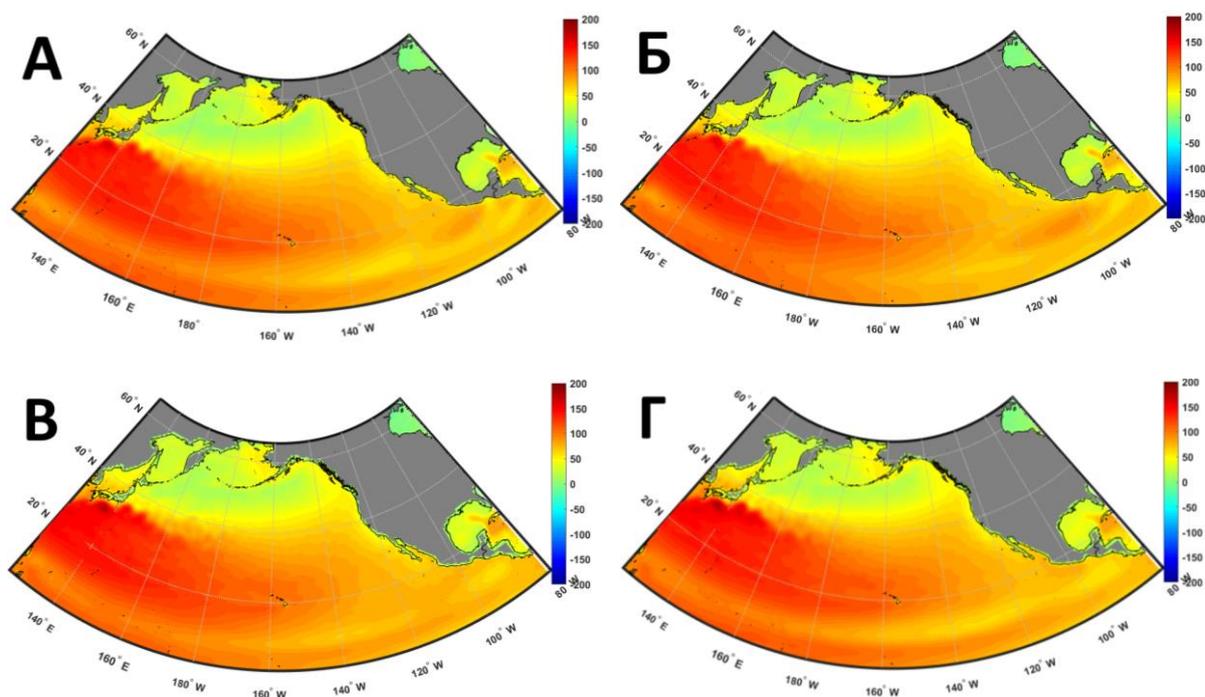


Рисунок 4. Сезонная изменчивость уровня моря (в см) в северной части Тихого океана по данным абсолютной динамической топографии за 2003-2016 гг. На рисунке буквами обозначены: А – зима, Б – весна, В – лето, Г – осень.

Карты абсолютной динамической топографии позволяют изучать динамику основных океанических течений, выявлять черты основных океанологических структур. На рисунке 4 хорошо прослеживается основное распределение водных масс в океане: на изображениях отчетливо выделяются три основных круговорота в северной акватории

Тихого океана. Значения уровня в районах действия струйного течения Куроисио на всех четырех картах ярко выделяются на фоне остального распределения высот. Отметим, что в районе восточнее Японских островов, где течение начинает интенсивно меандрировать (32° - 33° с.ш., 132° - 136° в.д.), наблюдаются максимальные по всей акватории значения уровня (164,3 см - весной и 185,2 см – осенью). Минимальные значения уровня, близкие к нулю, замечены в центре субполярного циклонического круговорота.

Устойчивость Северного Пассатного течения возрастает в зимний период (Интернет-ресурс: Северное Пассатное течение: краткая характеристика). На рисунке 4 заметно, что зимой и весной наблюдаются максимальные значения уровня Северного Пассатного течения, связанные с его интенсификацией. Летом и осенью – наоборот: минимальные.

Рассмотрим **межгодовую изменчивость** уровня океана за период 2003-2016 гг. по спутниковым альтиметрическим данным. На рисунке 5 представлен график осредненных по месяцам за период 2003-2016 гг. значений уровня. Диапазон изменчивости составляет 72,0-83,8 см. График временного хода можно описать следующим образом: в период с 2003 по 2008 гг. значения средних максимальных годовых значений уровня колебались в диапазоне близком к 78 см, минимальные – около 73 см. Этот период можно определить, как квазистационарный. На кривой сильно выделяется максимум 2009 года (порядка 80 см), после которого, в 2010 году, вновь наблюдаются значения, близкие к значениям 2003-2008 гг. Однако начиная с 2011 года, наблюдается тенденция к увеличению средних значений. За период 2003-2016 гг. средние максимальные значения наблюдаются в 2016 г. Отметим, что для периода 2011-2016 гг. значения тренда равны 4,5 мм/год.

Тренд на рисунке 5 демонстрирует рост уровня за период 2003-2016 гг. Значения тренда (уровень значимости 0,05 по Стьюденту) за этот промежуток времени составили 3,6 мм/год, что согласуется с оценками в работе (Nerem et al., 2010), согласно которой общий рост уровня Мирового океана составляет 3.4 ± 0.4 мм/год с 1993 по 2017 гг.

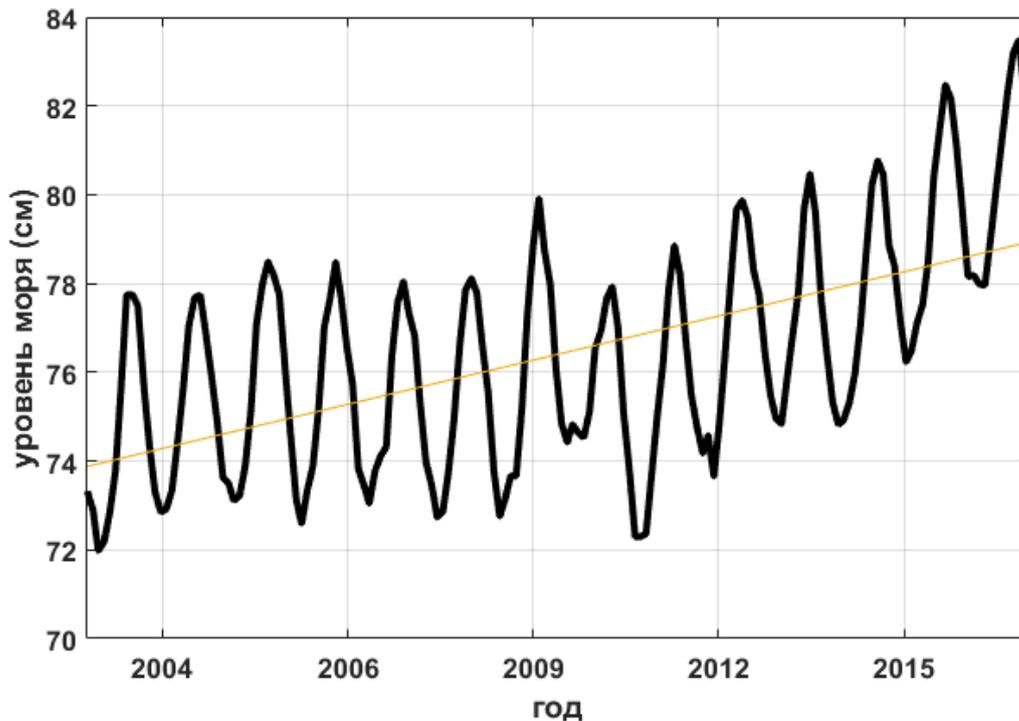


Рисунок 5. Межгодовая изменчивость уровня моря по данным абсолютной динамической топографии в северной части Тихого океана за период 2003-2016 гг.

Тренд (прямая желтого цвета) составляет 3,6 мм/год.

Для вычисления уровня стерических колебаний массив абсолютной динамической топографии был приведен к массиву аномалий уровня. На рисунке 6 представлена **сезонная изменчивость** аномалий уровня (SLA). В отличие от карт по абсолютной динамической топографии, карты аномалии уровня позволяют четко различать изменения в сезонном ходе. Анализируя полученные карты, можно заметить, что в экваториальной и тропической зонах имеют место обширные, почти параллельно расположенные области положительных аномалий уровня, которые особенно видны весной и осенью. В осенне-зимний период между 10° - 20° с.ш. отмечается отрицательная аномалия уровня. Минимальное значение, который достигается осенью, составляет -13,8 см. Отрицательные значения уровня распределены почти по всей ширине акватории. Летом и весной, в этих же широтах, значения аномалии меняют знак на противоположный, достигая максимального значения в весенний период, само значение равно в 13,6 см. Вдоль экватора (0° - 10° с.ш.) распределение аномалии приобретает противоположный выше описанной области характер, то есть осенью и зимой – положительная аномалия со своим максимумом, равным 10,6 см, достигаемый осенью;

летом и осенью – отрицательные значения уровня, минимальное значение фиксируется осенью и составляет -10.8 см.

Общее распределение аномалий уровня весной и осенью повторяет друг друга с противоположными знаками. Так среднее значение для уровня по всей акватории весной равно -1,8 см, а в осенний период составляет 2 см. Видно, что максимальные по модулю значения сосредоточены в северо-западной части океана. Весенний минимум расположен на 35° с.ш., 144° в.д. и равняется -20,9 см. Осенний максимум составляет 21,6 см и находится на 36° с.ш., 140° в.д. Вообще область аномалий выделяется в северо-западной части океана весной и осенью, она ограничена следующими координатами: 30°- 42° с.ш. и 130°- 180° в.д.

Таким образом, в сезонной изменчивости аномалий уровня (SLA), можно отметить район северо-западной части Тихого океана, где в весенний период наблюдается область с максимальными по модулю отрицательными аномалиями уровня, а осенью, наоборот – с максимальными положительными аномалиями.

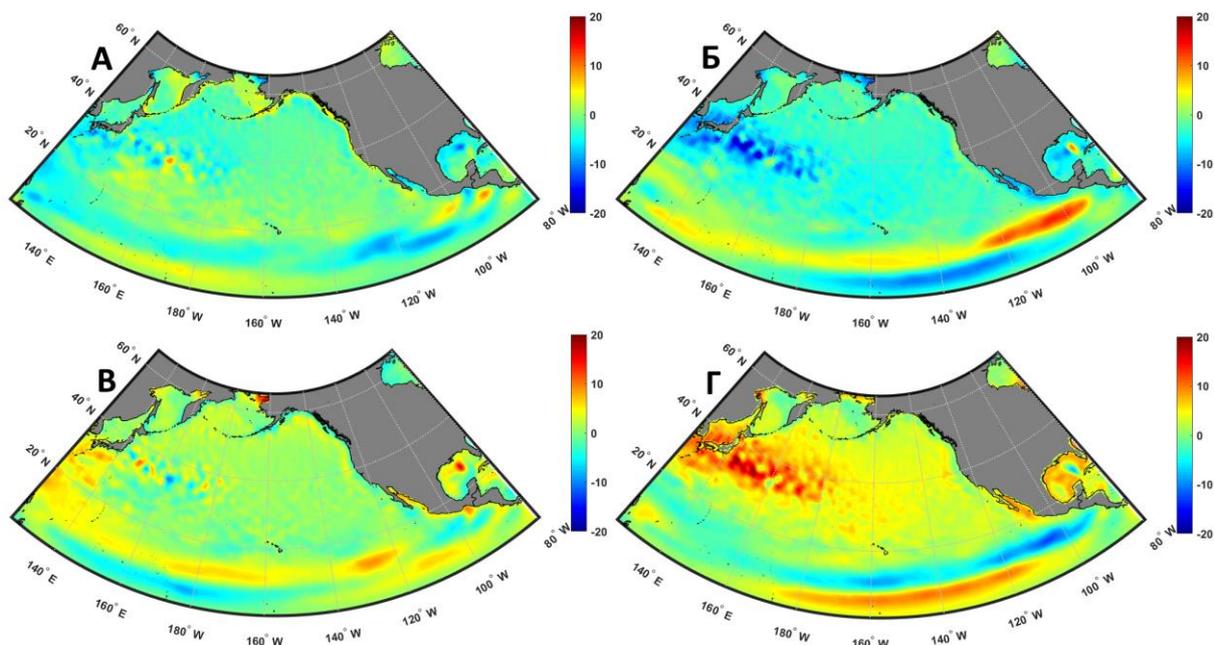


Рисунок 6. Сезонная изменчивость аномалий уровня моря (SLA, в см) в северной части Тихого океана по альтиметрическим данным за 2003-2016 гг. На рисунке буквами обозначены: А – зима, Б – весна, В – лето, Г – осень.

На рисунке 7 представлена **межгодовая изменчивость** аномалий уровня по альтиметрическим данным. Видно, что кривая повторяет межгодовую изменчивость по данным абсолютной динамической топографии, что вполне естественно. Диапазон

изменчивости аномалий составляет от -3,8 до 5,7 см. Также период с 2003 по 2008 гг. является квазистационарным, где средние максимумы колебались от 1,5 до 1,9 см, после чего в 2009 году среднее максимальное значение составило 2,7 см – этот экстремум ярко выделяется на ходе кривой. На следующий 2010 год произошло снижение уровня до значений квазистационарного периода. Однако с 2011 наметилась тенденция на рост положительных значений аномалий уровня. Тренд (уровень значимости 0,05) составляет так же, как и тренд для данных по абсолютной динамической топографии, 3,6 мм/год.

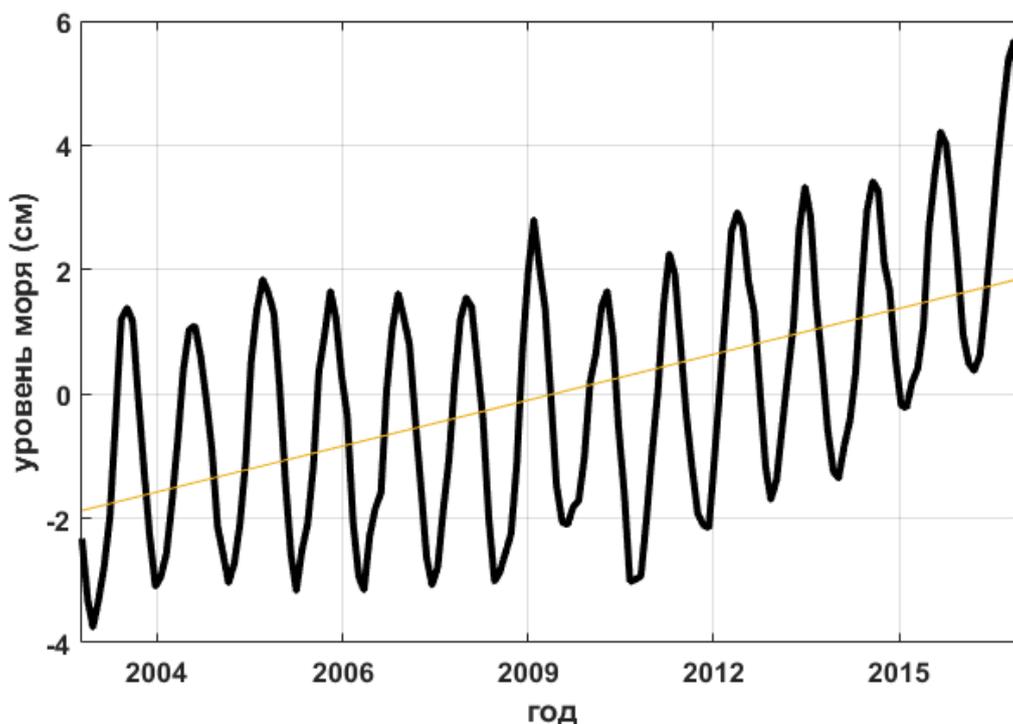


Рисунок 7. Межгодовая изменчивость аномалий уровня моря (SLA) по альтиметрическим данным в северной части Тихого океана за период 2003-2016 гг.

Тренд (прямая желтого цвета) составляет 3,6 мм/год.

Раздел 3.2. Уровень океана по гравиметрическим данным

Как было описано во второй главе, наблюдения GRACE характеризуют массу столба жидкости (массу океана). Полученные гравиметрические данные позволяют проследивать динамику в распределении масс в океане. Проанализируем **сезонную изменчивость** по гравиметрическим измерениям. Отметим, что изображения строились по аномалиям уровня (масса столба жидкости, переведенная в значения аномалий уровня океана).

На рисунке 8, где представлены карты сезонного хода, видно, что зимой ярко выделяется область понижения уровня (35° - 50° с.ш., 155° в.д. – 170° з.д.). В центре этой области значения уровня составляют $-3,7$ см. В то же время на тропических широтах прослеживается обширная зона с положительными значениями уровня (18° - 30° с.ш., 140° в.д.- 125° з.д.). Выделяется область с относительно высокими превышениями уровня (18° - 30° с.ш., 160° - 180° з.д.), максимальное значение в выделенной акватории составляет $2,2$ см. В шельфовых областях преобладают положительные значения уровня. В целом, по всей акватории северной части Тихого океана, за исключением выделенных областей, значения в поле уровня близки к нулю. Это прослеживается почти на всех полученных картах по сезонной изменчивости.

Отличительной особенностью в распределении массы океана весной также является появление положительной области аномалии уровня вдоль побережья Евразии и Северной Америки севернее 35° с.ш. Максимальное значение составляет $2,9$ см.

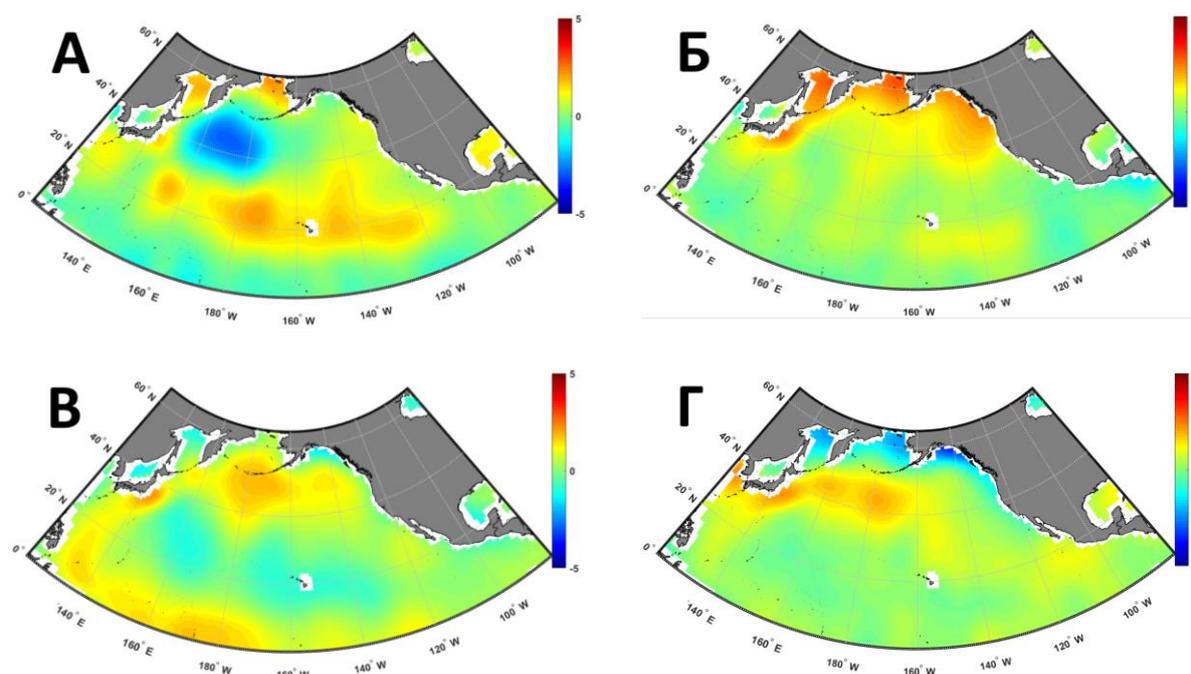


Рисунок 8. Сезонная изменчивость уровня моря (в см) в северной части Тихого океана по гравиметрическим измерениям за 2003-2016 гг. На рисунке буквами обозначены: А – зима, Б – весна, В – лето, Г – осень.

Летом, как и зимой, можно наблюдать биполярное распределение аномалий уровня в открытой части океана. Область с положительными значениями расположена между 40° - 60° с.ш., 170° в.д.- 160° з.д. Максимум в этой области составляет $1,8$ см. Однако максимум для всей акватории расположен в северо-западной части (36° с.ш., 144° в.д.) и равен $2,2$

см. Меньше по модулю значений развита область с отрицательными значениями уровня, однако ее пространственное распределение вытянуто вдоль 15° - 30° с.ш., 140° в.д.- 130° з.д. Минимальное значение составляет -1,3 см.

Осенью вдоль континентов, севернее 50° с.ш., наблюдались отрицательные значения уровня. Минимум среди всех значений для северной части Тихого океана равен -3,1 см (Аляскинский залив). В северо-западной части океана образуется область положительной аномалии. Максимум составляет 2,3 см. На картах рисунка 6, можно выделить квазистационарную область положительной аномалии уровня в северо-западной части Тихого океана (35° - 38° с.ш., 140° - 142° в.д.).

Таким образом, в целом, анализ сезонной изменчивости уровня по гравиметрическим измерениям приводит к выводу, что распределение массы морской воды сильно зависит от сезона.

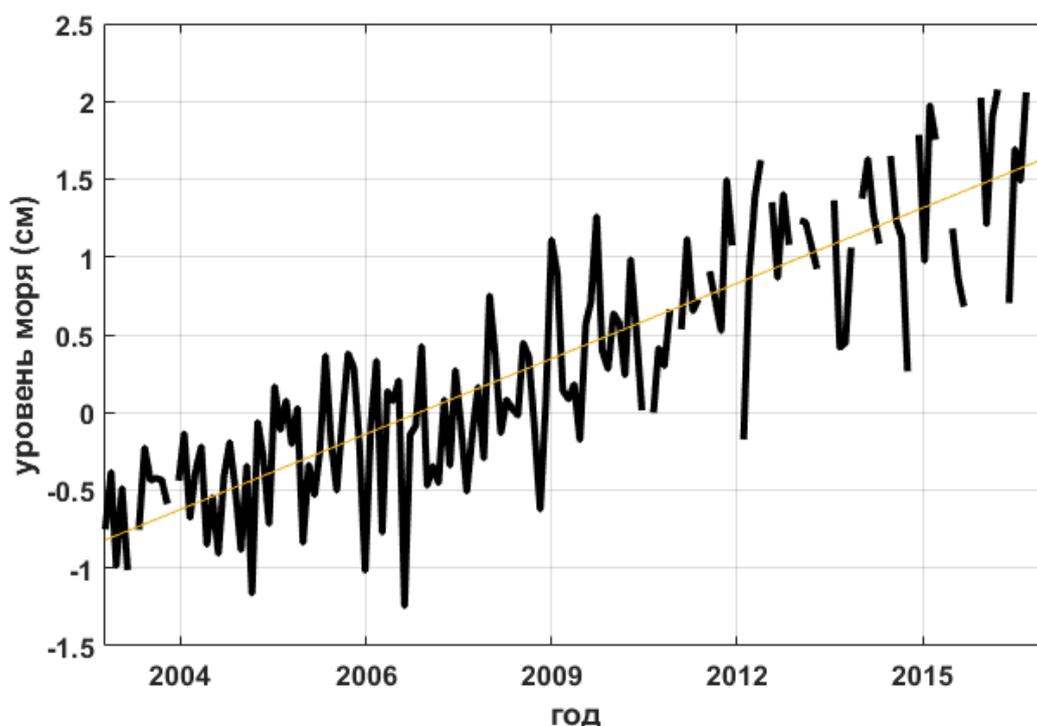


Рисунок 9. Межгодовая изменчивость уровня моря по гравиметрическим данным в северной части Тихого океана за период 2003-2016 гг. Тренд (прямая желтого цвета) составляет 1,8 мм/год.

На рисунке 9 представлена **межгодовая изменчивость** уровня по данным гравиметрии. Диапазон изменчивости аномалий составляет от -1,3 см до 2,5 см. При описании хода кривой следует обратить внимание, что кривая уровня имеет менее сглаженный вид, чем ход кривой, построенный по альтиметрическим данным (рис. 5). В

отличие от уровня, рассчитанного по данным абсолютной динамической топографии, в ходе кривой на рисунке 9 не наблюдается промежутков квазистационарности. Линия тренда имеет положительную тенденцию. Скорость роста уровня составляет 1,8 мм/год (уровень значимости 0,05 по Стьюденту), что составляет 50% от общего значения тренда изменения уровня в северотихоокеанском бассейне.

Важно отметить, что и по гравиметрическим данным в северной части Тихого океана наблюдается непрерывный рост уровня моря в течение 2003-2016 гг.

Раздел 3.3. Стерические колебания уровня океана

Как уже было сказано выше, **стерические колебания** уровня океана вызваны плотностными изменениями морской воды за счет температуры и солёности. Используя комбинированные спутниковые данные, были построены карты **сезонной изменчивости** уровня северной части Тихого океана, обусловленной стерической природой. На рисунке 10 продемонстрированы полученные изображения.

На рисунке 10 можно отметить, что в тропической и экваториальных зонах наблюдаются обширные (почти параллельно расположенные) области положительных аномалий стерических колебаний уровня, которые особенно видны весной и осенью. Осенью и зимой между 10°-20° с.ш. наблюдается отрицательная аномалия уровня. Минимум, который достигается осенью, составляет -15 см. Отрицательные значения уровня распределены почти по всей ширине акватории. Летом и весной, в этих же широтах, значения аномалии меняют знак на положительный, достигая максимума весной в 13,7 см. Вдоль экватора (0°-10° с.ш.) распределение аномалии приобретает противоположный выше описанной области характер, то есть осенью и зимой – положительная аномалия со своим максимумом, равным 10,7 см, который достигается осенью; летом и осенью – отрицательные значения уровня, минимум приходится на осень и составляет -15 см.

Общее распределение аномалий уровня стерических колебаний весной и осенью повторяет друг друга с противоположными знаками. Так среднее значение для уровня по всей акватории весной равно -2,2 см, а осенью составляет 1,7 см. Стоит отметить, что экстремумы сосредоточены в северо-западной части океана. Весенний минимум расположен на 35° с.ш., 144° в.д. и равняется -24,9 см. Осенний максимум составляет 18,9 см и находится на 34° с.ш., 149° в.д. Вообще область аномалий выделяется в северо-

западной части океана весной и осенью, она ограничена следующими координатами: 30°- 42° с.ш. и 130°- 180° в.д.

Можно заметить, что карты сезонного хода стерических колебаний уровня схожи с картами аномалий уровня, построенных по альтиметрическим данным. Это можно объяснить тем, что стерическая уровневая поверхность рассчитывалась как разница между аномалиями уровня и уровнем, обусловленного массовыми силами. По диапазону значений (-20:20 см – аномалии уровня, -5:5 см – уровень, по гравиметрическим данным) исходные уровневые поверхности разные: амплитуда изменчивости аномалий уровня в 4 раза больше изменчивости уровня, обусловленного массовыми силами.

Таким образом, в сезонной изменчивости стерических колебаний уровня, можно выделить район северо-западной части Тихого океана, где весной наблюдается область с максимальными по модулю отрицательными аномалиями уровня, а осенью, наоборот – с максимальными положительными аномалиями.

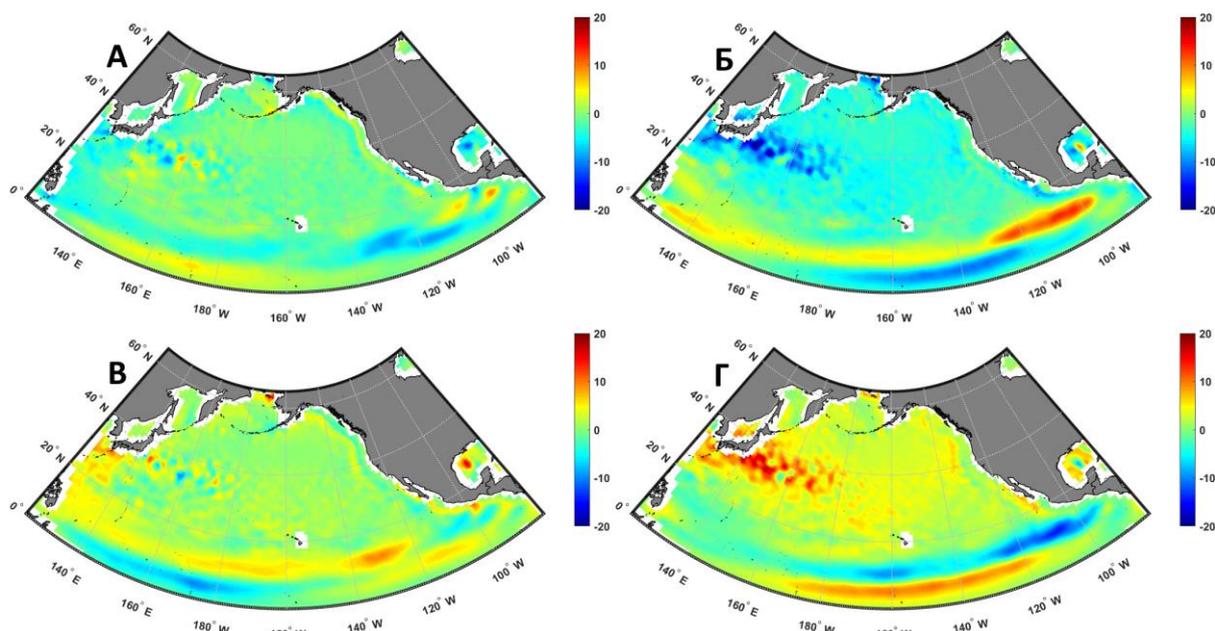


Рисунок 10. Сезонная изменчивость стерических колебаний уровня моря (в см) в северной части Тихого океана за 2003-2016 гг. На рисунке буквами обозначены: А – зима, Б – весна, В – лето, Г – осень.

Перейдем к рассмотрению **межгодовой изменчивости** уровня, обусловленной стерическими колебаниями. График хода средних значений представлен на рисунке 11. Диапазон изменчивости составляет от -4 до 6 см. Так же, как и с кривой значений уровня,

отображенной по данным абсолютной динамической топографии, здесь можно определить промежуток квазистационарности, который приходится на период с 2003 по 2009 гг. Максимальные средние значения колеблются около отметки в 2 см, минимальные изменяются от -3,8 до -2 см. В 2010 году произошло снижение как максимального среднего (1 см), так и минимального (-4 см). После этого на карте хода среднего уровня до 2016 года наблюдалась тенденция к росту. Максимум приходится на 2015 год, где достигается отметка в 5,8 см. По полученному ряду также была построена линия тренда, которая отображает рост уровня стерических колебаний. Было определено значение тренда, оно составляет 1,7 мм/год (уровень значимости 0,05 по Стьюденту). Исходя из общего значения роста уровня, вычисленного по альтиметрическим данным, рост уровня стерических колебаний составляет 47,2% от увеличения уровня в северотихоокеанской части Мирового океана.

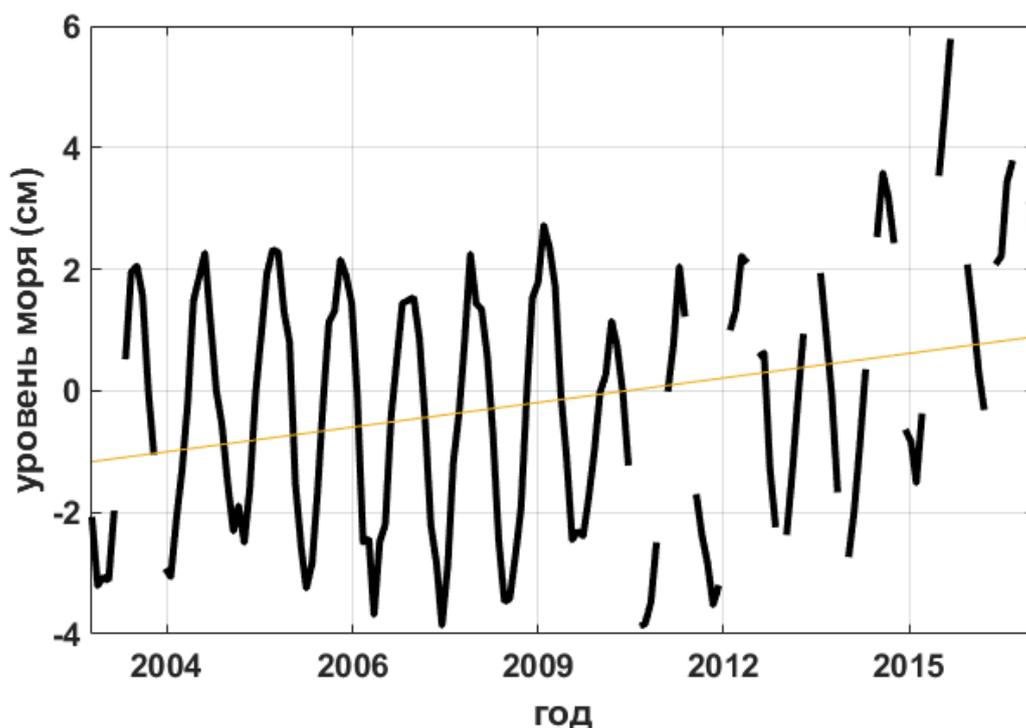


Рисунок 11. Межгодовая изменчивость стерических колебаний уровня моря в северной части Тихого океана за период 2003-2016 гг. Тренд (желтая прямая) составляет 1,7 мм/год

Для дальнейшего анализа стерических колебаний уровня была построена карта коэффициентов линейного тренда за весь рассматриваемый период для северной части Тихого океана. Полученная карта представлена на рисунке 12. Для построения карты

был использован метод наименьших квадратов. Для расчетов коэффициентов использовалось два ряда данных: временной ряд и данные по стерическим колебаниям уровня за период 2003-2016 гг. (ежемесячные данные, длина обоих рядов составляет 168 значений). Далее были рассчитаны значения стерических колебаний (однофакторной регрессионной полиномиальной модели произвольного порядка) в заданных точках по времени. Для расчетов использовались функции `polyfit` и `polyval` пакета программ Matlab.

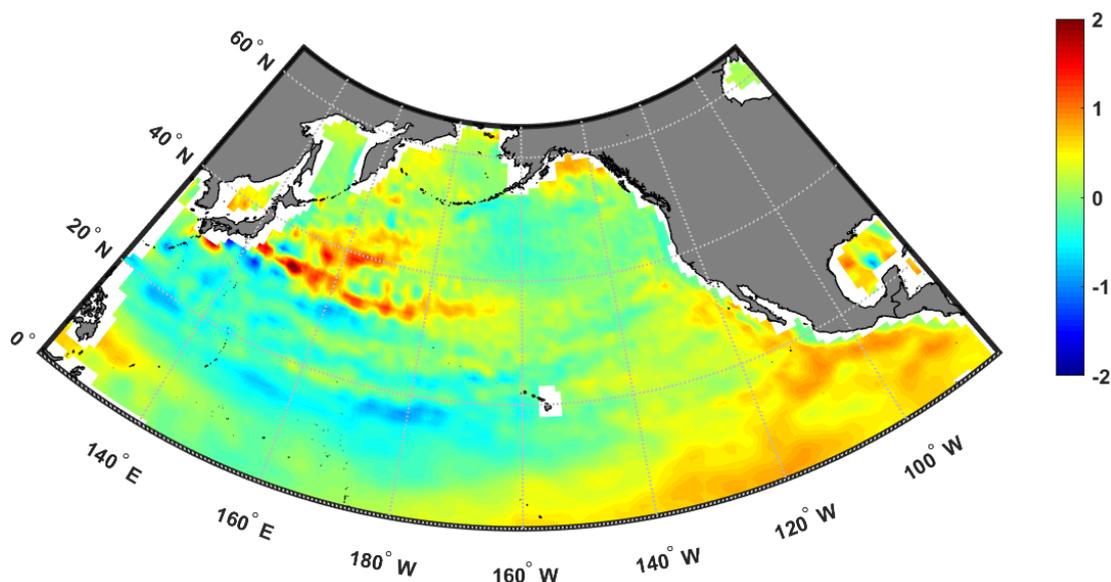


Рисунок 12. Пространственное распределение трендов стерических колебаний (см/год) в северной части Тихого океана за период 2003-2016 гг.

Анализируя полученную карту (рис. 12), можно выделить два больших района с положительными значениями коэффициентов линейного тренда: восточную часть экватории тропических и экваториальных вод (0° - 20° с.ш., 100° - 140° з.д.) и северо-западную часть Тихого океана (33° - 42° с.ш., 140° - 180° в.д.). В первом выделенном районе максимальное значение тренда составляет 9,20 мм/год, при среднем по району, равном 5,20 мм/год. В северо-западном бассейне максимум составляет 2,48 см/год. Среднее значение тренда ниже, чем в первом выделенном районе, оно составляет 4,6 мм/год. Зона с отрицательным значением тренда наблюдается в западной части экватории между 5° - 32° с.ш. и 120° - 160° в.д. В целом, по остальной экватории наблюдаются значения тренда близкие к нулю.

Применим к полученному распределению линейных трендов оценку значимости по критерию Стьюдента. На рисунке 13 отображены карты линейного тренда для уровней значимости 0,05 и 0,1. Значимость тренда позволяет определить существенность вклада в изменчивость стерических колебаний. Видно, что при уровне значимости,

равном 0,05, три основных области, которые были описаны выше, остаются со значимыми величинами линейного тренда. Однако для северо-западного бассейна бóльшая площадь вычисленного тренда уменьшилась. Почти все значения, близкие к нулю, для акватории стали статистически не значимыми. Теперь рассмотрим вторую часть рисунка, где уровень значимости равен 0,1. Заметно, что площадь значимых трендов увеличилась. Также здесь можно выделить три основных района: два с положительным значением тренда (северо-западная часть Тихого океана и восточная часть акватории тропических и экваториальных вод), и один - с отрицательным (5°-32° с.ш. и 120°-160° в.д.). Таким образом, при уровне значимости 0,1 можно выделить район с максимальными значениями коэффициентов линейного тренда – это северо-западная акватория Тихого океана.

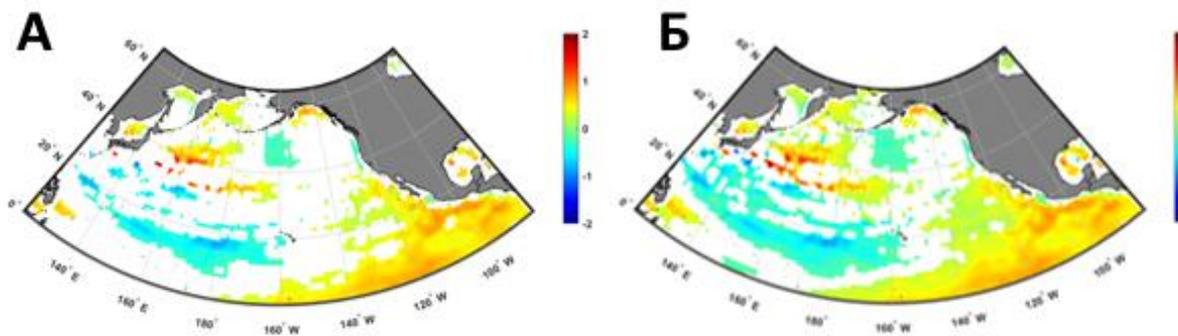


Рисунок 13. Пространственное распределение трендов стерических колебаний (см/год) в северной части Тихого океана за период 2003-2016 гг. с учетом критерия Стьюдента. Буквами на рисунке обозначены: (А) – уровень значимости 0,05, (Б) – уровень значимости 0,1.

Таким образом, стерические колебания уровня максимальны осенью, а минимальны – весной. За период 2003-2016 гг. в северной части Тихого океана плотностные колебания демонстрируют тенденцию к росту, равную 1,7 мм/год, что составляет 47% от общего тренда для изучаемой акватории.

На рисунке 14 представлено распределение значений среднеквадратических отклонений стерических колебаний. Для большей части акватории разброс значений не велик. Стоит выделить тропическую и экваториальную зону, где СКО достигает значений в 15 см. Также, рассматривая полученное изображение, можно сделать вывод,

что наибольший разброс значений сосредоточен в северо-западной части акватории. Область максимальных значений сосредоточена между 33°-38° с.ш. и 140°-160° в.д. Максимум равен 35 см.

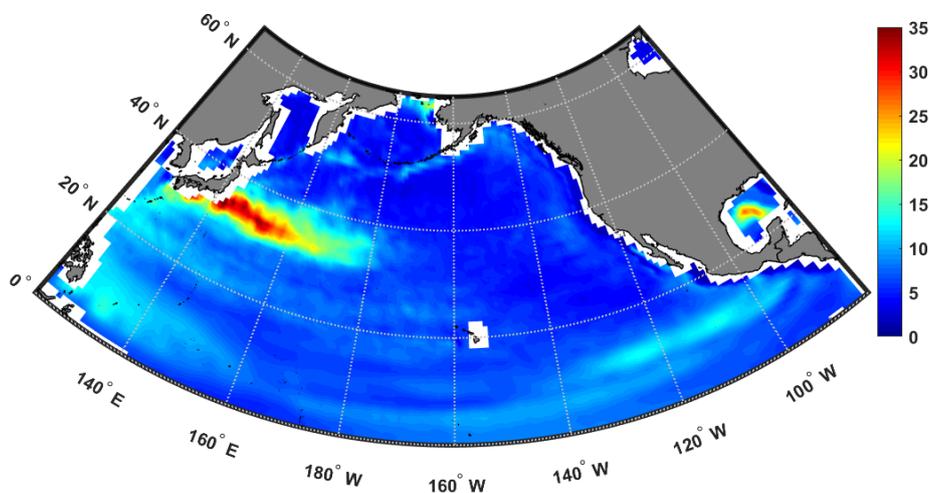


Рисунок 14. Пространственное распределение значений среднеквадратических отклонений стерических колебаний уровня (в см) в северной части Тихого океана за период 2003-2016 гг.

Рассмотрим северо-западной части Тихого океана отдельно, так как эта акватория является одним из самых интересных в динамическом отношении районов Мирового океана, для которого характерна значительная изменчивость параметров океанологических полей во всем диапазоне пространственно-временных масштабов. Этот район взаимодействия Куроисио и Ойясио, район, в котором субарктический фронт разделяется на его южную и северную ветви и в меридиональном направлении охватывает значительную часть межфронтальной зоны Куроисио – Субарктическое течение (Продолжение Куроисио – Северо-восточная ветвь Куроисио). Примыкающая к курильской гряде часть акватории принадлежит к экономической зоне Российской Федерации, где проводится промысел ценных пород рыб. Дальнейший анализ приведен в следующем разделе.

Раздел 3.4. Стерические колебания в Северо-западной части Тихого океана

При анализе пространственного распределения коэффициентов линейного тренда для стерических колебаний, была обозначена акватория, ограничивающаяся следующими координатами 33°-42° с.ш., 140°-180° в.д. В этой акватории расположены

максимальные значения линейного тренда. Рассмотрим отдельно для выделенной акватории изменчивость в уровне океана и оценим вклад стерических колебаний.

На рисунке 15 представлена сезонная изменчивость стерических колебаний уровня. Как и было описано ранее, весной в акватории преобладают значения уровня с максимальными по модулю отрицательными аномалиями уровня, а осенью, наоборот – с максимальными положительными аномалиями, что вполне согласуется с термическим расширением/сжатием воды в результате сезонного хода температуры. Изучая характер распределения уровня стерических колебаний, можно проследить конфигурацию, схожую на меандры струйного течения Куроисио.

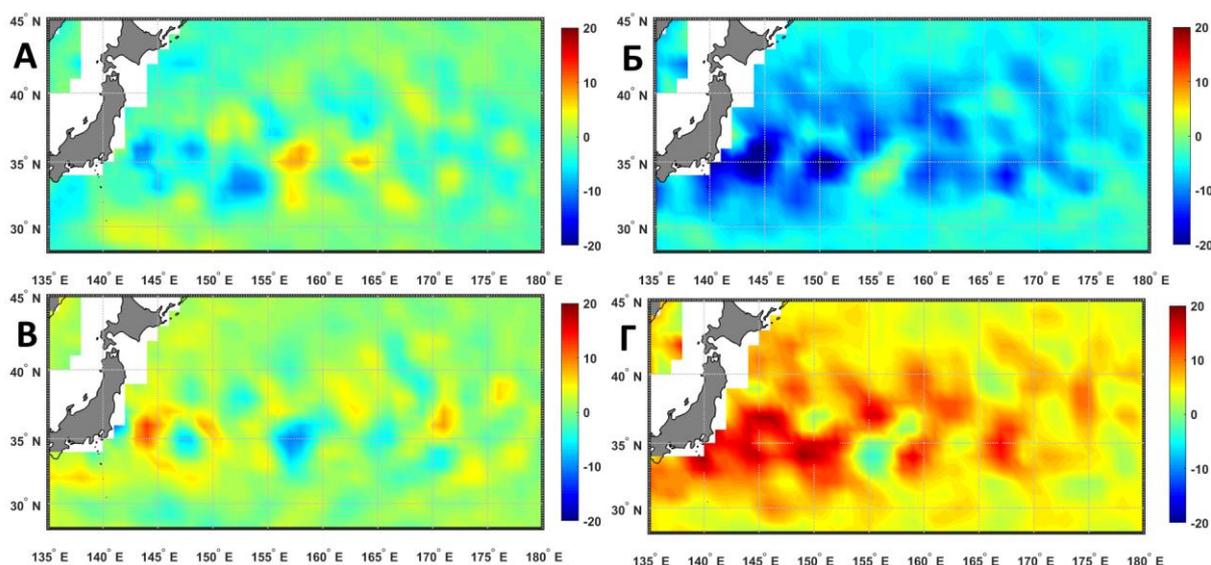


Рисунок 15. Сезонная изменчивость стерических колебаний уровня моря (в см) в северо-западной части Тихого океана за 2003-2016 гг. На рисунке буквами обозначены: А – зима, Б – весна, В – лето, Г – осень.

На рисунке 16 представлены графики, демонстрирующие межгодовую изменчивость уровня моря, рассчитанная по альтиметрическим и гравиметрическим данным, а также стерические колебания. Амплитуда изменчивости этих полей за весь период выше, чем по всему северотихоокеанскому бассейну. Так для уровня, полученному по альтиметрическим данным (абсолютная динамическая топография), диапазон изменчивости составляет 60-90 см, аномалии уровня, обусловленного массовыми силами, изменяются от -4 до 7 см, а, если рассматривать уровень стерических колебаний – от -16 до 30 см. Таким образом, для первых двух полей диапазоны изменчивости в акватории северо-западной части Тихого океана больше почти в 2 раза,

чем в целом по северной части Тихого океана, а для стерических колебаний – более, чем в 3 раза.

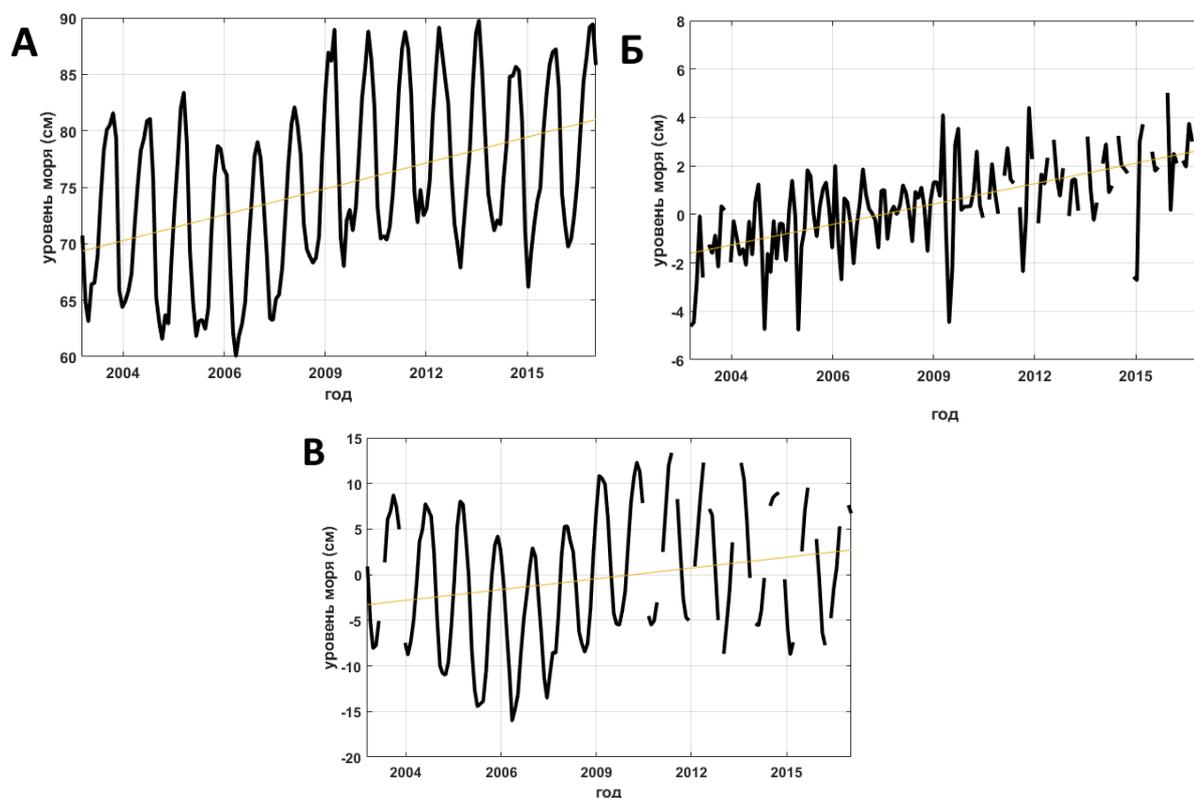


Рисунок 16. Межгодовая изменчивость уровня моря в северо-западной части Тихого океана за период 2003-2016 гг. На рисунке буквами обозначены значения уровня, построенные по альтиметрическим (А), по гравиметрическим данным(Б). Значения стерических колебаний уровня обозначены (В). Линии тренда выделены желтым цветом.

Рассмотрим временной ход каждой кривой отдельно. Изучая межгодовую изменчивость уровня, рассчитанного по данным альтиметрии (рис. 16, А), можно заметить устойчивую тенденцию роста с 2006 по 2013 гг. Однако в 2014 г. произошло небольшое уменьшение среднего годового уровня, но и после него до конца изучаемого периода наблюдался рост уровня. Для межгодовой изменчивости была построена линия тренда, уровень значимости составляет 0,05. Значение тренда для этой уровенной поверхности равно 8,3 мм/год, что в 2,3 раза больше, чем для всего северотихоокеанского бассейна.

На рисунке 16 (Б) демонстрируется межгодовая изменчивость аномалии уровня, обусловленная массовыми силами. Стоит отметить, что конфигурация кривой схожа с

кривой, построенной для всей северной части Тихого океана. Значение тренда равно 4,5 мм/год (уровень значимости 0,05). В соотношении с общим трендом для северо-западного тихоокеанского бассейна, это составляет 54,2%, что на 4,2% больше для всей северотихоокеанской акватории.

График межгодовой изменчивости стерических колебаний уровня представлен на рисунке 16 (В). Ход кривой напоминает возрастающую гармоническую функцию. В период с 2003 по 2008 гг. средний максимум приходится на 2003 г и составляет 8 см. Средний минимум расположен между 2006 и 2007 гг., его значение равно -16 см. Второй период (2009-2016 гг.) также можно охарактеризовать положением среднего максимума (13,5 см в 2011 г) и минимума (-9 см между 2014 и 2015 гг.). Исходя из полученного анализа кривой, можно сделать вывод, что наблюдается общий рост уровня стерических колебаний. Это подтверждает значение тренда, равное 3,2 мм/год (уровень значимости 0,05). Следует отметить, что это составляет 38,5% от уровня для всего северо-западного бассейна. Само значение тренда почти в 2 раза больше, чем для всей северной части Тихого океана. Однако вклад в изменчивость уровня северо-западной части океана меньше на 8,7%, чем в целом по бассейну.

Таким образом, стерические колебания уровня в северо-западной части Тихого океана в абсолютном значении в 2 раза больше, чем для всей северотихоокеанской акватории. Однако в отношении к общему тренду вклад изменчивости уровня, обусловленного массовыми силами, в выделяемой акватории больше, чем вклад стерических колебаний на 15,4 %. Если сравнивать с разницей, полученной для северной части Тихого океана (2,8%), то можно заключить, что в северо-западной акватории вклад уровня, обусловленного массовыми силами, в изменчивость уровня является более значителен, чем для всей северной части Тихого океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе были исследованы стерические колебания в северной части Тихого океана, включающей северо-западный бассейн Тихого океана за период 2003-2016 гг. Исходя из соображения, что уровень океана можно определить, как сумму двух уровневых полей – гравиметрического и стерического, были рассчитаны значения вклада стерических колебаний в уровень океана. Для расчетов были взяты комбинированные спутниковые данные по альтиметрии и гравиметрии.

По полученным данным были проанализированы сезонная и межгодовая изменчивости уровня в северной части Тихого океана. Были рассчитаны тренды, был оценен вклад стерических колебаний. Также для стерических колебаний была построена карта коэффициентов линейного тренда. Сделанные расчеты позволили выделить северо-западную часть Тихого океана, где значения стерических колебаний уровня наиболее высокие.

Решая все поставленные задачи, была достигнута цель настоящего исследования. В ходе работы были получены следующие результаты:

- Метод оценки стерических колебаний, основанный на комбинировании спутниковых данных, представляет большие перспективы для исследования данного процесса по всему Мировому океану.
- Уровень моря в северной части Тихого океана по данным абсолютной динамической топографии имел тенденцию к росту за 2003-2016 гг. на 3,6 мм/год, что согласуется с общим ростом уровня Мирового океана, равному 3,5 мм/год.
- Вклад в изменчивость уровня в северной части Тихого океана на 50% вносит трендовая составляющая уровня, обусловленного массовыми силами (1,8 мм/год при уровне значимости 0,05).
- Полученные результаты, в целом, подтверждают результаты оценки вклада стерических колебаний в уровень океана, которые были изложены в работе S. G. Purkey (2014).
- Значение тренда для стерических колебаний уровня 1,7 мм/год (уровень значимости 0,05). Исходя из общего значения роста уровня, вычисленного по альтиметрическим

данным, рост уровня стериических колебаний составляет 47,2% от увеличения уровня в северотихоокеанской части Мирового океана.

- На основе анализа карты распределения коэффициентов линейного тренда при уровне значимости 0,1 в северной части Тихого океана были выделены три основных района: два с положительным значением тренда (северо-западная часть Тихого океана, где наблюдались максимальные значения коэффициентов линейного тренда (до 2 см/год), и восточная часть акватории тропических и экваториальных вод), и один - с отрицательным (5° - 32° с.ш. и 120° - 160° в.д.).

- Для северо-западной части Тихого океана (33° - 42° с.ш., 140° - 180° в.д.) рост уровня составил 8,3 мм/год, что в 2,3 раза больше, чем для всего северотихоокеанского бассейна.

- Сезонная изменчивость стериических колебаний уровня наблюдается в следующем: весной преобладают значения уровня с максимальными по модулю отрицательными аномалиями, а осенью, наоборот – с максимальными положительными аномалиями.

- Для северо-западного бассейна наблюдался рост уровня стериических колебаний. Это подтверждает значение тренда (уровень значимости 0,05), равное 3,2 мм/год (38,5% от уровня для всего северо-западного бассейна). Само значение тренда почти в 2 раза больше, чем для всей северной части Тихого океана. Однако вклад в изменчивость уровня северо-западной части океана меньше на 8,7%, чем в целом по бассейну.

- В северо-западной акватории вклад уровня, обусловленного массовыми силами, в изменчивость уровня является более значителен, чем для всей северной части Тихого океана (54,2% против 50%).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ:

- 1) Белоненко Т.В., Колдунов А.В. Стерические колебания уровня в северо-западной части Тихого океана // Вестник СПбГУ. Сер. 7. 2006. Вып. 3. С. 81-88.
- 2) Бурков В.А. Общая циркуляция вод Тихого океана. М.: Наука, 1972. 195 с.
- 3) Гидрология Тихого океана. Под ред. А.Д. Добровольского, АН СССР. Институт океанологии им. П.П. Ширшова. - 1968. - 524 с. [Т. 2]
- 4) Клиге Р.К. Изменения глобального водообмена. — М.: «Наука», 1985. — 247 с.
- 5) Костяной А.Г., Лаврова О.Ю., Митягина М.И. Дистанционное зондирование океанов и морей. Земля и Вселенная, 2011, N 5, С. 33-44.
- 6) Лаврова О.Ю., Костяной А.Г., Лебедев С.А., Митягина М.И., Гинзбург А.И., Шеремет Н.А. Комплексный спутниковый мониторинг морей России М.: ИКИ РАН, 2011. 480 с.
- 7) Малинин В.Н. Изменения уровня Мирового океана и климата // Ученые записки РГГМУ. 2015. Вып. 41. С 100-115.
- 8) Малинин В.Н. Уровень океана: настоящее и будущее. — СПб.: РГГМУ, 2012. — 260 с.
- 9) Провоторов П.П. Стерические колебания уровня моря // Сборник «Колебания уровня в морях». Санкт-Петербург. 2003. С. 129-138.
- 10) Chambers D.P. Observing seasonal steric sea level variations with GRACE and satellite altimetry // Journal of Geophysical Research, 2006. 111 (C3). C03010.
- 11) Church J.A., White N.J. Sea-Level Rise from the Late 19th to the Early 21st Century // Surv. Geophys. 2011. DOI 10.1007/s10712-011-9119-1.
- 12) Lombard A., García D., Ramillien G., Cazenave A., Biancale R., Lemoine J.M., Flechtner F., Schmidt R., Ishii M. Estimation of steric sea level variations from combined GRACE and Jason-1 data // Earth Planet Sci Lett. 254. 2007. 194–202.
- 13) Nerem R.S., Chambers D.P., Choe C., Mitchum G.T. Estimating Mean Sea Level Change from the TOPEX and Jason Altimeter Missions// Journal Marine Geodesy, 2010. 435-446.
- 14) Purkey S.G., Johnson G.C., Chambers D.P. Relative contributions of ocean mass and deep steric changes to sea level rise between 1993 and 2013 // Journal of Geophysical Research, 2014. 119, 7509–7522
- 15) <http://catastrofe.ru/gidrosfera/203-techenie-mirovogo-okeana.html>
- 16) <http://fb.ru/article/243691/severnoe-passatnoe-techenie-kratkaya-harakteristika>